第39卷　第6期
2022年11月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 39 No. 6
Nov. 2022

低空急流对贺兰山东麓两次暴雨影响的数值模拟研究

曹怡清[1]，隆　霄[1]，李　超[1]，王思懿[1]，赵建华[2]

（1. 兰州大学大气科学学院，甘肃 兰州　730000；2. 中国气象局兰州干旱气象研究所，甘肃 兰州　730020）

摘　要： 利用NCEP 1°×1°再分析资料、宁夏区域自动站观测资料、FY-2E卫星资料，通过天气学诊断和数值模拟的方法对发生在贺兰山东麓的2018年7月18—19日和2017年6月4—5日两次伴随低空急流的暴雨过程进行对比分析。结果表明：(1) "7·18"过程是在500 hPa"东高西低"的环流背景下高空槽和偏南急流共同作用产生的局地短时暴雨，而"6·04"过程则是稳定大槽和东南急流影响下形成的大范围持续性降水过程。(2) 低空急流对两次暴雨过程的影响存在差异可能是急流分布形态不同所致，"7·18"过程暴雨发生前的低空偏南急流主要起到输送水汽的作用，当急流加强与贺兰山山体相互作用后诱发暴雨，且偏南急流偏转为西南急流，低空急流转向后与暴雨相互促进使降水加强；而"6·04"暴雨过程中宁夏北部地区一直处在中尺度低涡东南侧和东南急流左侧的有利动力条件下。(3) 数值敏感性试验的结果表明，减弱低空急流后，两次暴雨过程的降水强度均减弱，减小的区域分别位于贺兰山山区和宁夏平原中部地区，其中低空急流中的南风分量对降水的强度有重要影响。(4) 诊断分析结果显示，低空急流对"7·18"过程的影响主要体现在加强迎风坡垂直运动的动力作用，对"6·04"过程的影响则主要体现在急流左侧的动力辐合抬升作用，急流强度减弱对"7·18"过程水汽输送的影响较"6·04"过程更大。

关键词： 贺兰山；低空急流；数值模拟；诊断分析；暴雨

低空急流(Low Level Jet，LLJ)指边界层内或对流层低层强而窄的气流带，其风速一般大于12 m·s^{-1}。低空急流可以为极端降水提供有利的动力条件和充足的水汽供给，能极大地促进强降水事件的发生发展[1]，并且对飑线和极端天气现象的形成有重要作用[2]。

Goualt[3]和Farquharson[4]在20世纪30年代末，首先发现了非洲的低空急流事件，随后Means[5]在美国雷暴天气的研究中首次使用了低空急流这一概念。Higgins等[6]利用高分辨率再分析资料研究了美国大平原地区低空急流对夏季降水和水汽输送的作用，发现低空急流发生时美国北部和大平原地区的降水显著增多。翟国庆等[7]合成分析了江淮流域8例与低空急流相伴的大暴雨过程，结果表明低空急流左前侧有较强辐合区，且当低空急流与条件不稳定区相结合时有利于暴雨的形成。何光碧等[8]通过数值模拟研究低涡与急流对一次川东暴雨的影响时指出，川东降水发生在高空急流南侧、低涡东南侧与西南低空急流大风出口区之间，且高空急流出现剧减时，预示暴雨即将结束。低空急流被视为暴雨过程中主要的水汽、热量和动量输送通道[9-11]，研究表明低空急流为暴雨的发生发展提供了充沛的水汽条件和热力不稳定层结[12-14]。顾清源等[15]指出，副高西北侧的低空急流不仅为暴雨区提供了水汽和不稳定能量，同时也对强降水的形成有触发作用。Zhao[16]通过关闭WRF模式物理过程中的凝结潜热释放过程，证明了非绝热加热正反馈机制是低空急流发展加强的重要因素之一，暴雨过程中的上升运动和凝结潜热释放促进低空急流形成和维持，低空急流又进一步加强了水汽输送，从而形成正反馈机制使得降水得以维持。

贺兰山地处宁夏和内蒙古交界处，不仅是我国

收稿日期： 2022-04-23；　**修订日期：** 2022-05-23
基金项目： 国家自然科学基金(41965001)；宁夏回族自治区科技创新领军人才培养工程(2021GKLRLX05)
作者简介： 曹怡清(1997-)，女，在读硕士研究生，主要从事中尺度大气动力学和中尺度数值天气预报研究. E-mail: oucyiqing2015@163.com
通讯作者： 隆霄. E-mail: longxiao@lzu.edu.cn

干旱与半干旱大陆性气候的分界线,也是季风气候和非季风气候的分界线[17]。贺兰山东麓是西北地区暴雨过程的高发区之一,近年来经常出现超历史极值的特大暴雨过程。暴雨过程又常与低空急流相伴,气象学者们对贺兰山东麓暴雨的中尺度特征和地形对暴雨的影响等方面开展了较多的研究[18-21],但对西北地区复杂地形下暴雨过程中低空急流对降水形成和发展的机理认识还不够深入。因此本文选取偏南急流影响下的2018年7月18—19日暴雨过程(简称"7·18"过程)和东南急流影响下的2017年6月4—5日暴雨过程(简称"6·04"过程),在对其中尺度分析的基础上,利用数值敏感性试验的方法来研究两类LLJ对暴雨形成和发展的影响机制。

1 资料来源

文中所用观测资料包括:宁夏气象局提供的区域自动站观测资料、国家卫星气象中心提供的逐小时FY-2E卫星的云顶亮温(TBB)资料,水平分辨率为0.1°×0.1°,时间分辨率为1 h。天气分析时所用的资料为美国国家环境预报中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)FNL全球客观分析资料,水平分辨率为1.0°×1.0°,时间分辨率为6 h,该资料也用来为中尺度WRF模式提供初始场和边界条件。

2 两次降水过程的环流特征分析

2.1 降水特征分析

"7·18"暴雨过程是发生在贺兰山东麓山区的一次局地短时大暴雨过程,降水中心位于贺兰山东南侧呈东北西南向分布,这与贺兰山地形走势一致(图1a),暴雨过程开始于18日19:00(世界时,下同),至19日02:00结束共持续8 h。统计结果表明,有18个区域自动站的累积降水量超过50 mm,其中明长城站(Y1812)、小水沟站(Y1811)和大西峰沟站(Y1813)的累积降水量均超过了100 mm,分别为136.2 mm、109.7 mm和106.7 mm,从这3站小时降水和降水量前20位站点平均逐小时降水的时间序列图(图1c)可以看出,过程降水量最大的明长城站降水峰值出现在23:00,大西峰沟站峰值出现时刻比明长城站滞后约1 h,降水量前20位站点平均降水的峰值出现在21:00,平均雨强达到25 $mm\cdot h^{-1}$以上。

"6·04"暴雨过程是一次大范围的、持续时间相对较长的降水过程,在贺兰山山体附近和银川平原中部地区均出现明显的强降水(图1b),暴雨过程从4日07:00开始,至5日02:00基本结束,共持续20 h。据统计,此次暴雨过程中有118个自动站的累积降水量超过50 mm,也有3个站点的过程降水量超过100 mm,分别为黄旗口站(Y1026,116.5 mm)、玉泉村站(Y2715,104.7 mm)和福鑫牧场站(Y1165,100.7 mm)。"6·04"过程小时降水量的时间变化图(图1d)中,过程降水量前20位站点的平均降水峰值出现时段为14:00—22:00。尽管"6·04"过程有118个站点达到暴雨强度,明显多于"7·18"过程的18个,但其降水时间更长,雨强相对较弱。

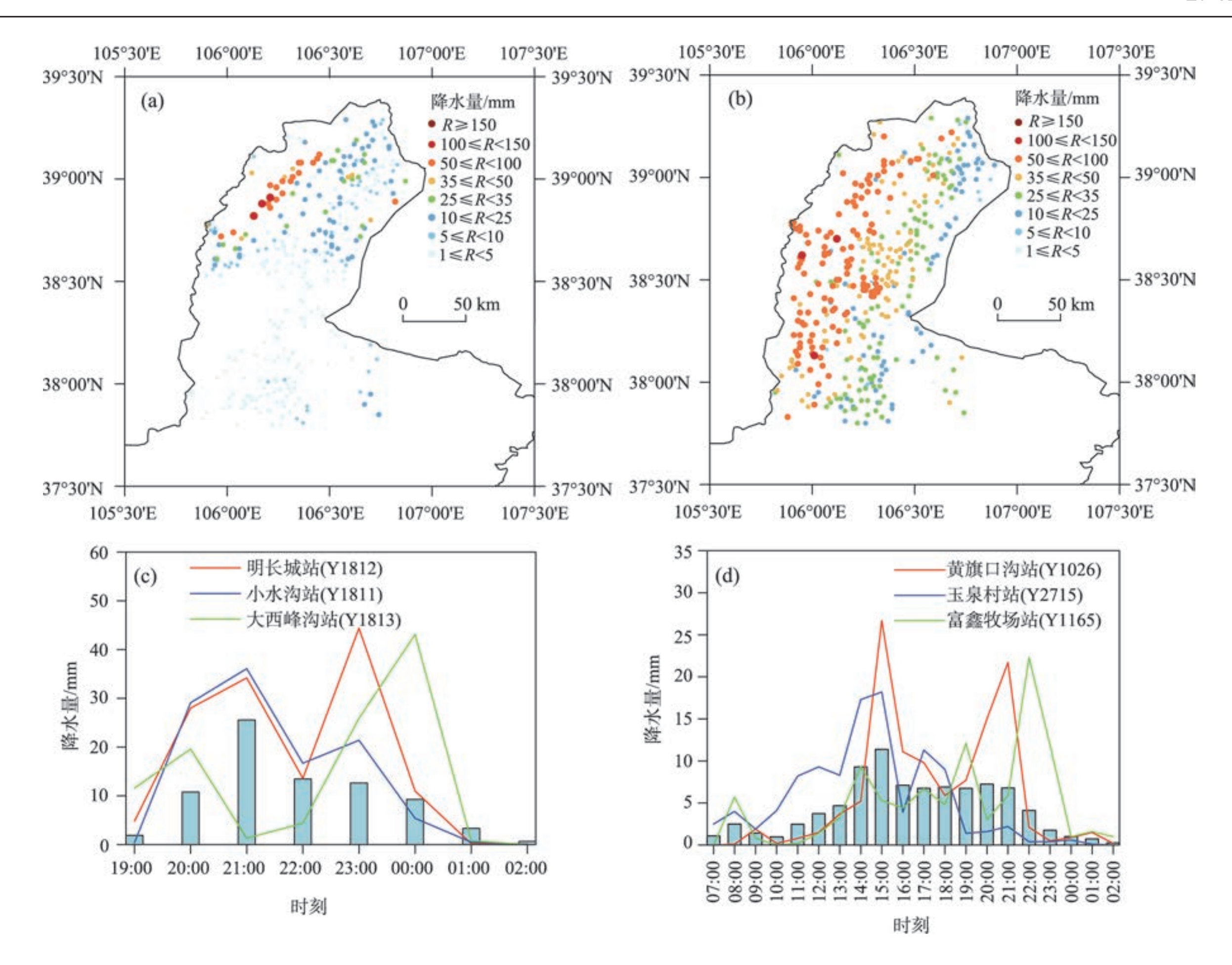
2.2 环流形势分析

从500 hPa上看,"7·18"暴雨过程中,宁夏地区位于副热带高压西侧和500 hPa高空槽前,属于"东高西低"型环流形势(图2a);"6·04"暴雨过程中(图2b),副热带高压偏东偏南,我国南方大部分地区为稳定大槽所控制,宁夏地区位于500 hPa深槽内,其西北侧存在一中尺度切断低压系统,该切断低压的东移加深导致了此次暴雨的形成。

在对流层高层200 hPa,"7·18"过程中贺兰山位于高空急流入口区南侧,急流中心强度达到40 $m\cdot s^{-1}$以上,而"6·04"过程中宁夏位于200 hPa高空急流出口区,急流中心风速超过50 $m\cdot s^{-1}$(图略)。

在低层700 hPa,暴雨发生前6 h两个过程均有低空急流建立(图略),其中"7·18"过程中宁夏地区为偏南急流控制,急流中心强度达到20 $m\cdot s^{-1}$以上,距贺兰山300 km左右,急流前缘距离贺兰山100 km左右,切变线位于山体北侧,其西侧为一中尺度低涡,贺兰山地区受低涡东侧气旋性涡度影响(图2c),此后中尺度低涡缓慢东移,偏南急流在东移的过程中逐渐变成西南急流;"6·04"过程主要受东南急流影响,急流轴走向与山脉垂直,急流中心强度为18 $m\cdot s^{-1}$,强度较"7·18"过程弱,距贺兰山较远(图2d)。

充足的水汽供给是暴雨形成的必要条件,而低空急流是水汽输送的载体。从700 hPa水汽通量和水汽通量散度图(图3)可以看出,"7·18"过程中700 hPa水汽源地位于我国南海,水汽从南海沿偏东路径进入我国内陆至贵州、川渝地区后被偏南急流向北一直输送至宁夏地区,在7月18日18:00宁夏地区出现水汽强辐合中心,强降水区出现在其北



注:底图采用自然资源部标准地图制作,审图号为GS(2019)1822号,对底图边界无修改。下同。

图1 2018年7月18日19:00—19日02:00(a)和2017年6月4日07:00—5日02:00(b)站点降水量(单位:mm)分布和两次暴雨过程中前3位降水量站点逐小时降水(折线)、降水量前20位站点平均逐小时降水(蓝色柱形)叠加图(c、d,单位:mm)

Fig. 1 Distribution of precipitation and hourly rainfall of stations (unit: mm) from (a, c) 18 July 2018 19:00 to 19 July 02:00 and (b, d) June 4, 2017 07:00 to 5 June 2017 02:00

侧,水汽通量散度中心强度超过-5×10^{-8} g·(hPa·cm^2·s)$^{-1}$。"6·04"过程700 hPa水汽来自孟加拉湾,水汽沿西南向输送到湖北陕西交界处后在东南急流的作用下输送至宁夏地区,6月4日12:00水汽辐合强度较"7·18"过程偏弱,强度为-3×10^{-8} g·(hPa·cm^2·s)$^{-1}$,但水汽辐合区范围明显偏大。

两次暴雨过程发生前6 h均有低空急流建立,低空急流的发展对暴雨的形成有重要影响。两次暴雨过程的显著差别是LLJ方向和强度不同,对水汽输送的特征也明显不同,分别为东南路径和西南路径,其水汽分别来源于南海和孟加拉湾,在四川盆地和鄂陕交界汇集和转向,并随着偏南急流和东南急流增强北上,为暴雨区提供了有利的水汽条件。

2.3 中尺度对流云团活动特征

从图4中可以看出,此次暴雨过程中对流云团的结构较为紧凑,在偏南气流的影响下向东北方向移动发展。18日18:30—21:30为贺兰山东侧对流云团快速发展阶段,云团的TBB≤−52 ℃,导致在贺东庄园站20:00—21:00出现54.5 mm·h^{-1}的过程最大雨强,强降水区位于云团边缘、云顶亮温梯度大的地方,这与其他研究结果类似[22]。"6·04"暴雨过程中TBB的变化特征主要表现为大尺度云系发展的结果(图5),此类系统移动缓慢,持续时间较长,4日13:00—15:00,云带上两个对流云团先后经过暴雨区,列车效应造成14:00—15:00出现在黄旗口沟站的过程最大雨强,其强度为26.7 mm·h^{-1},约为"7·18"过程的一半左右。

"7·18"暴雨过程对流系统的移动与低层风场一致,移动与传播方向夹角很小,对流云团在贺兰山东侧快速发展;山区低层为偏东风时("6·04"暴

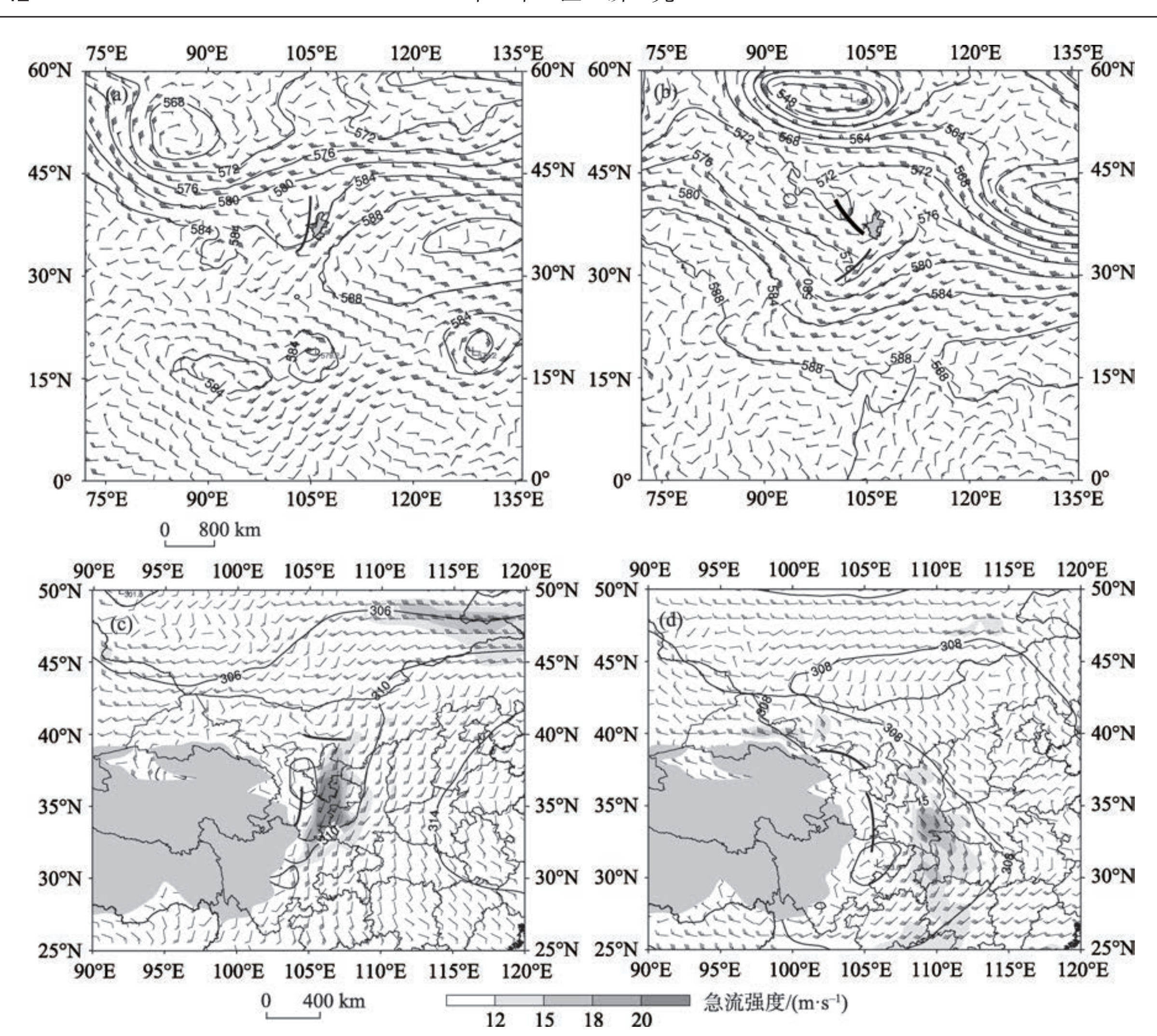


图2　2018年7月18日18:00(a、c)、2017年6月4日06:00(b、d)500 hPa和700 hPa位势高度场(实线,单位:dagpm,黑色实线为槽线和切变线,灰色阴影为地形高度)和风场(风羽,单位:m·s⁻¹,填色区域为风速超过12 m·s⁻¹低空急流)

Fig. 2　Composition of geopotential height (contour, unit: dagpm, brown lines denotes tough and shear line, the grey shade is the terrain height) and wind field (vector, unit: m·s^{-1}, the shaded represent the region of wind speed ≥12 m·s^{-1}) on 500 hPa and 700 hPa at 18:00 on 18 July 2018 and 06:00 on 4 June 2017

雨过程),对流云团移动与传播方向近似垂直,列车效应明显[23]。

3　数值模拟与结果分析

3.1　数值试验设计

以下利用WRFv3.8.1开展相关数值试验,试验中的模拟域和物理过程参数化方案相同,采用三重嵌套,模拟域中心设在(34°N,110°E),格点域均为181×181,格距分别为27 km、9 km和3 km。模拟时D01、D02和D03对于云微物理参数化方案、长波辐射过程、短波辐射过程、陆面过程和边界层过程采用相同的参数化方案,分别为WSM6/WSM5云微物理参数化方案,RRTM长波辐射方案,Goddard短波辐射方案,RUC/Noah陆面参数化方案和YSU边界层参数化方案。需要说明的是,D01和D02启动Grell-Devenyi积云参数化方案来处理湿物理过程,由于D03的分辨率较高因此没有启动积云参数化。初始场和边界条件由每6 h一次的FNL全球分析数据产生。控制试验CTL1和CTL2的模拟时段分别为2018年7月18日00:00—19日12:00 UTC和2017年6月3日12:00—5日12:00 UTC。D01域的时间步长为180 s,每小时输出一次,模式主要模拟参数及参数化方案见表1。

两次暴雨过程中LLJ的特征存在较大的差异,

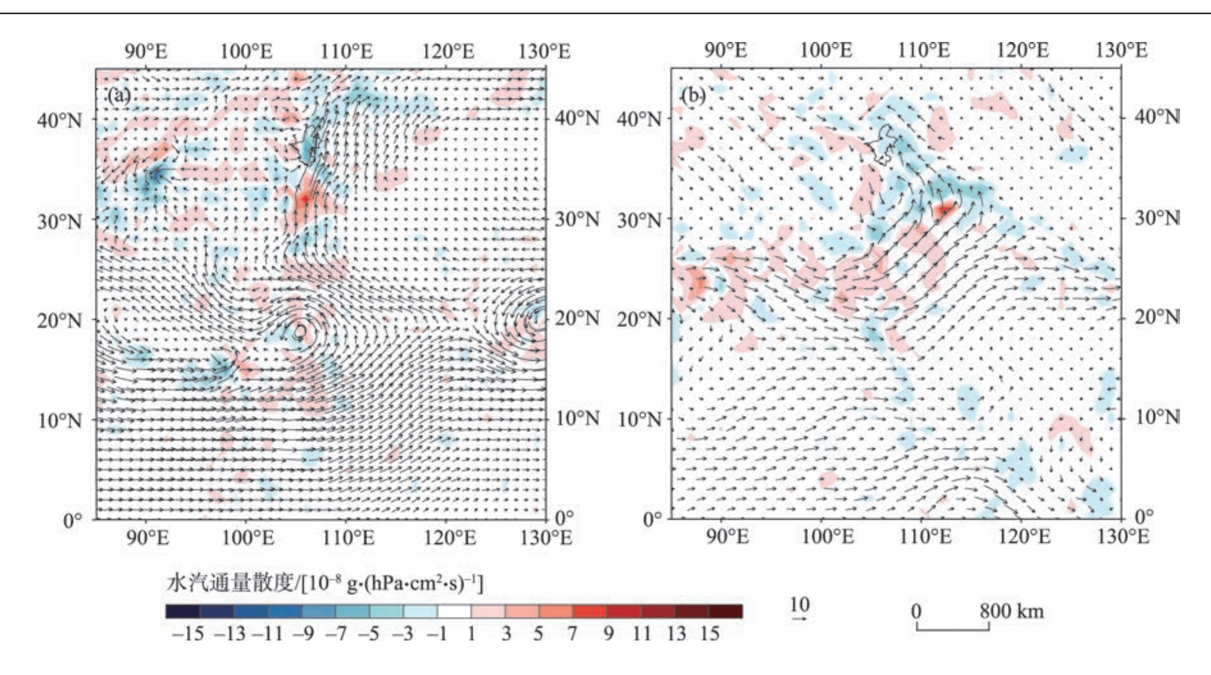


图3　2018年7月18日18:00(a)和2017年6月4日12:00(b)700 hPa水汽通量[矢量,单位:10 g·(hPa·cm·s)$^{-1}$]和水汽通量散度[填色,单位:10^{-8} g·(hPa·cm^{2}·s)$^{-1}$]

Fig. 3　700 hPa water vapor flux [vector, unit: 10 g·(hPa·cm·s)$^{-1}$] and water vapor flux divergence [color, unit: 10^{-8} g·(hPa·cm^{2}·s)$^{-1}$] at (a) 18:00 on July 18, 2018 and (b) 12:00 on June 4, 2017

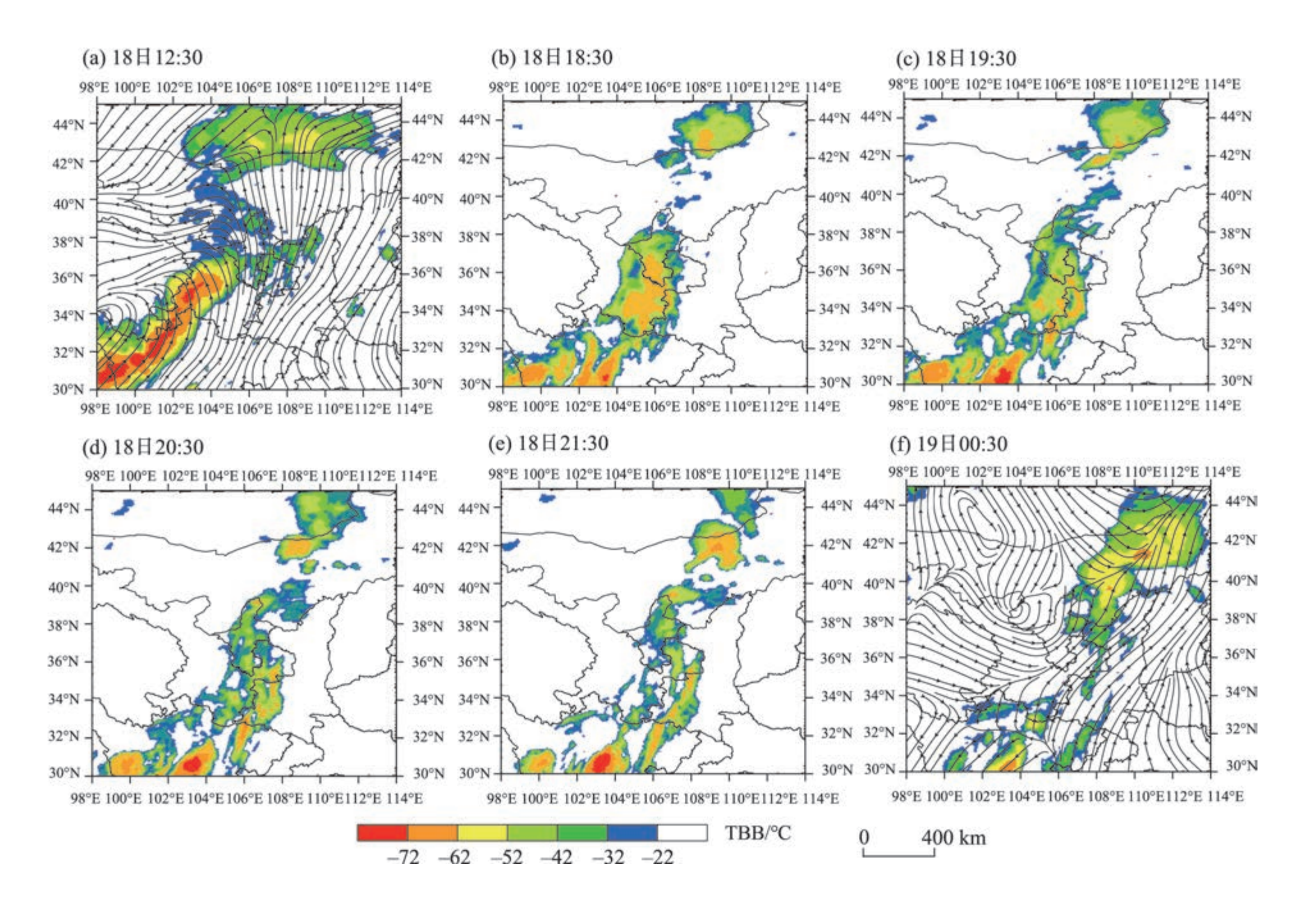


图4　2018年7月18—19日TBB演变(单位:℃)和风场(流线,其中a、f叠加18日12:00和19日00:00 UTC 700 hPa风场)合成图

Fig. 4　TBB evolution (the shaded, unit: °C) and wind field on July 18−19, 2018 (streamline, where a and f are superimposed the 700 hPa wind field at 12:00 on the 18th and 00:00 on the 19th, UTC)

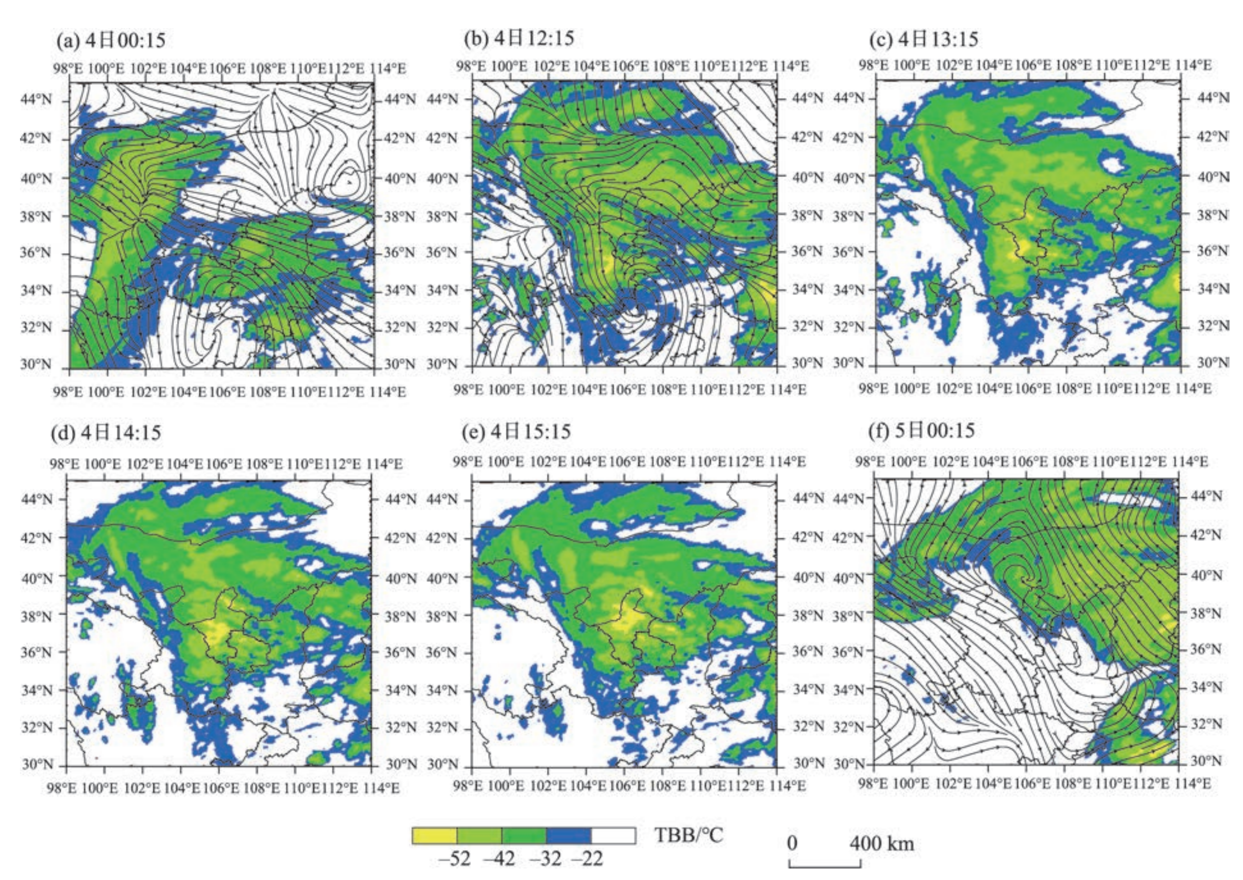


图5 2017年6月4日TBB演变(单位:℃)和风场(流线,其中a、b、f叠加4日00:00、12:00和5日00:00 UTC 700 hPa风场)合成图

Fig. 5 TBB evolution (the shaded, unit: ℃) and wind field on June 4, 2017 (streamline, where a, b, and f are superimposed the 700 hPa wind field at 00:00, 12:00 on the 4th and 00:00 on the 5th, UTC)

表1 WRF模式网格设计及参数化方案配置

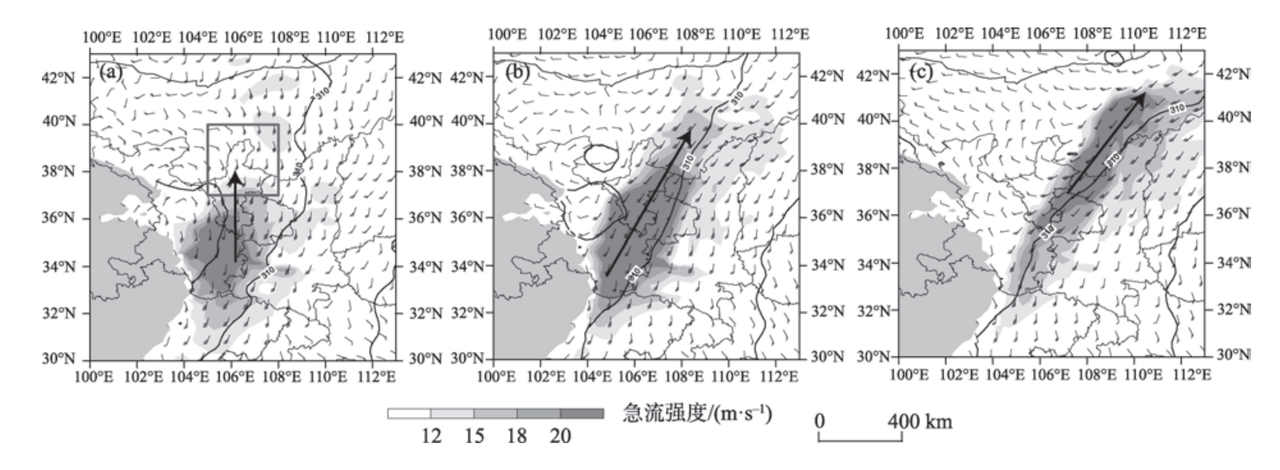
Tab. 1 WRF pattern grid design and parameterized scheme configuration

模拟域	D01	D02	D03
格距	27 km	9 km	3 km
格点数	181×181	181×181	181×181
微物理过程	WSM6/WSM5	WSM6/WSM5	WSM6/WSM5
长波辐射	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射	Goddard	Goddard	Goddard
积云参数化	Grell-Devenyi	Grell-Devenyi	无
陆面过程	RUC/Noah	RUC/Noah	RUC/Noah
边界层过程	YSU	YSU	YSU

为了进一步研究LLJ对降水落区及强度的影响,针对两次暴雨过程设计了数值敏感性试验(EXP1和EXP2),试验中模拟域和物理过程参数化方案与CTL试验相同,利用逐时restart的方法将两次过程中风速超过12 $m\cdot s^{-1}$的LLJ强度减弱为12 $m\cdot s^{-1}$,但其风向保持不变。

3.2 急流特征分析

CTL试验模拟的700 hPa环流系统及急流等天气系统的分布(图6、图7)与客观分析结果(图2)一致,只不过模拟的LLJ范围偏大,强度稍强。“7·18”过程中,偏南LLJ在18日12:00位于宁夏地区南侧,其中心强度达到24 $m\cdot s^{-1}$,在青藏高原东侧出现一



注:填色区域为风速超过12 m·s⁻¹低空急流,灰色阴影为地形高度,黑色箭头表示LLJ风向,方框为水汽通量计算域。下同。

图6　CTL试验模拟的2018年7月18日12:00(a)、21:00(b)、19日04:00(c)700 hPa位势高度场(实线,单位:dagpm)和风场(风羽,单位:m·s⁻¹)

Fig. 6　Temporal evolution of circulation situation at 700 hPa from 18 to 19 July 2018 (a), (b) denote at 12:00 and 21:00 on 18, (c) denote at 04:00 on 19

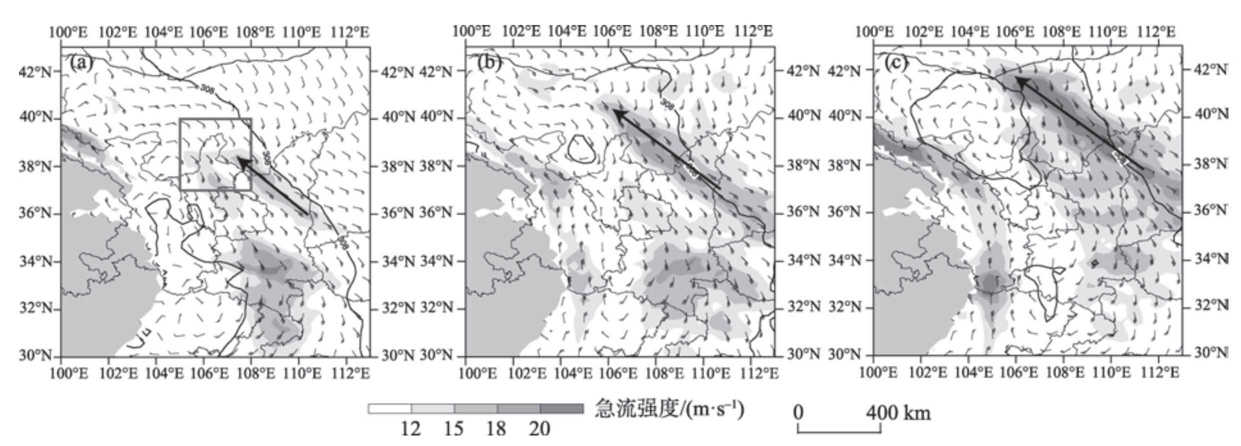


图7　CTL试验模拟的2017年6月4日06:00(a)、15:00(b)、21:00(c)700 hPa位势高度场(实线,单位:dagpm)和风场(风羽,单位:m·s⁻¹)

Fig. 7　Temporal evolution of circulation situation at 700 hPa on June 4, 2017 (a), (b) and (c) denote at 06:00, 15:00 and 21:00

中尺度涡旋(图6a);到18日21:00,LLJ范围不断扩大且强度不断加强,并向东北方向伸展,中尺度涡旋也不断东移,尺度不断扩大,贺兰山地区主要为偏南气流所控制(图6b),地形对偏南气流的强迫抬升作用对强降水的形成起到增幅作用;到19日04:00,急流中心向东北方向发展到宁夏地区以东,宁夏地区出现切变线(图6c);19日07:00,急流东移减弱(图略),对宁夏地区的影响结束。

暴雨发生前,宁夏中南部形成一支南风低空急流带,将南海水汽源源不断地输送到暴雨区,但是急流左侧的强动力辐合中心位于宁夏西侧,急流在宁夏地区的动力辐合作用相对较弱。随着LLJ向北发展和贺兰山地形强迫抬升作用导致降水的形成及凝结潜热的释放,促使LLJ进一步发展,并从原偏南急流发展成西南低空急流,此时宁夏地区位于LLJ的左侧,动力辐合作用显著加强,这有利于暴雨过程的维持。

“6·04”过程中低空急流主要呈现为东南急流的发展演变,在4日06:00,伴随500 hPa中尺度切断低压系统东移加深,气旋式切变东移至宁夏西部,贺兰山地区东南侧的东南急流开始发展,急流强度为16 m·s⁻¹,在青藏高原东侧也出现气旋性环流(图7a);到4日15:00,低空东南急流向东北方向移动,带状特征更为明显,强度增强到18 m·s⁻¹,此时中尺

度低涡出现在宁夏西侧，贺兰山地区为东南气流所控制(图7b)；到21:00，低空东南急流进一步向东北方向移动，强度增加到20 m·s⁻¹，宁夏地区西侧的中尺度涡旋范围也显著增加，宁夏北部地区为东南气流所控制(图7c)。

此次暴雨过程中，东南低空急流向东北方向缓慢移动，急流中心强度较"7·18"过程的弱，贺兰山地区一直位于中尺度低涡东南侧和东南急流左侧，这种环流形势对大范围降水的产生与维持提供了有利的动力条件。

4 敏感性试验结果分析

综上所述，贺兰山地区偏南急流和东南急流的水汽输送特征以及对暴雨形成的动力作用有很大差异，下文通过敏感性试验结果探讨两类LLJ的强度对暴雨的影响。

4.1 LLJ对降水强度及雨带分布影响

对比两次过程急流减弱效果可以看出(图略)，EXP1和EXP2的数值敏感性试验中急流强度有明显减弱，急流维持在12 m·s⁻¹左右。图8a和图8b为WRF模拟的两次暴雨过程10 h和30 h的累积降水分布，可以看出控制试验较为成功地模拟出了"7·18"和"6·04"两次贺兰山东麓暴雨的分布特征。"7·18"过程模拟的降水量级，强降水带形状与实况基本一致，与观测降水分布(图1a)相比模拟的强降水中心偏西靠近山侧，降水中心更加集中，模式模拟的急流区降水明显偏强，这是由于模拟急流范围偏大并与急流向东偏移有关。"6·04"过程模拟的降水量级、降水范围与实况基本一致，只是模拟的降水分布在平原地区较观测结果(图1b)偏小。从降水的时间序列上看，"7·18"暴雨过程属于短时强降水过程，而"6·04"过程属于持续性的缓慢降水过程(图9)。

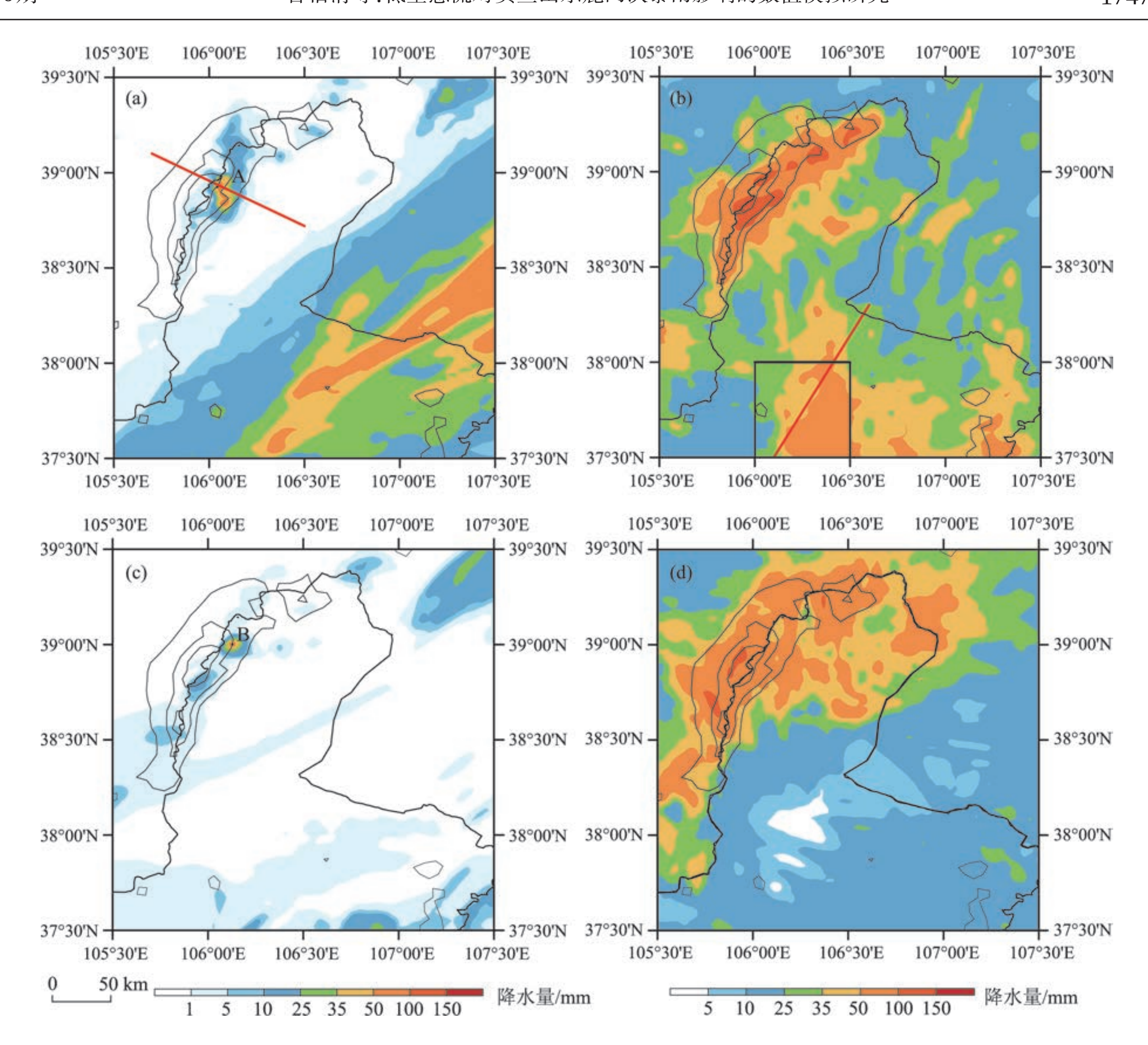
减弱LLJ数值敏感性试验模拟的降水量分布和控制试验相比均出现了强度、范围不同程度的减少(图8c和图8d)，其中"7·18"过程降水减少的区域主要位于贺兰山东麓沿山地区，这是由于LLJ强度减弱，贺兰山地形与LLJ相互作用减弱，山区降水受到明显影响；而"6·04"过程则主要出现在距离山体较远的平原地区，从动力学角度来看，LLJ强度的减弱会导致其左侧气旋式环流强度的减弱并影响垂直运动的发展。两次过程LLJ类型不同，LLJ强度减弱后表现出不同的响应特征，因此LLJ系统的演变特征对贺兰山东麓地区的降水分布有很大影响。

从"7·18"过程CTL1试验和EXP1试验模拟的最大降水中心(图8中A、B两点)降水量时间序列图(图9a、图9b)对比实况降水序列图(图1c)可以看出，控制试验的最大降水中心其降水过程从19日00:00开始至06:00结束，较实况滞后约4 h，减弱LLJ后的强降水中心的降水持续时间与控制试验CTL1基本一致，强度稍弱。"6·04"过程为大范围长时间降水，且EXP2试验降水减少的区域主要位于平原地区，故取图8b中黑色方框范围做降水量区域平均，结果表明：控制试验CTL2模拟的降水时段为4日05:00至5日10:00，与实况一致，但持续时间稍长(图9c)，减弱LLJ后"6·04"过程宁夏平原地区降水显著减弱。

为了进一步研究降水与急流强度、风向的关系，取贺兰山山区以东3个经距、南北各2个纬距(37°~41°N，106°~109°E)为急流影响关键区域，计算该区域最大风速在降水过程中的变化特征。"7·18"过程南风分量较大，当急流中心移动到该区域，降水发生，而后降水强度随急流中心东移，南风减弱而迅速减小结束(图9a)；"6·04"过程降水开始时风速迅速增加，东风分量和南风分量相当，而后东风分量减小，南风分量占主导作用，降水强度与全风速的变化一致性较好(图9c)。两个个例降水率与LLJ强度均有较好的正相关关系，其中南风分量起着关键作用，这可能与水汽主要由偏南风低空急流输送有关。王智等[24]对一次与西南低涡相联系的低空急流的数值研究分析后也指出南风分量在西南低空急流的演变发展过程中起着更为主动的作用。

4.2 LLJ对物理量场影响

综上所述，低空急流减弱后，敏感性试验EXP1、EXP2均呈现出了强度减弱、范围变小的特征，其中"7·18"过程山前降水有较明显的减弱响应，"6·04"过程降水强度整体上也会相应减弱，但主要区域为距山体较远的平原地区。以下采用诊断分析的方法，分析减弱LLJ后对有关物理量的影响特征，分析时分别选取图8a、图8b中降水变化较大的区域做了剖面图(图8中红色实线)。从垂直剖面图可以看出，控制试验CTL1中，"7·18"过程中贺兰山地区水汽高值区位于800~500 hPa之间，范围相对集中(图10a)，此时贺兰山东麓主要降水区呈



注:a、b为控制试验CTL1、CTL2,c、d为减弱急流的敏感性试验EXP1、EXP2,红色实线为剖面,灰色实线为地形高度。

图8 2018年7月18日22:00—19日08:00和2017年6月4日06:00—5日12:00降水量(单位:mm)

Fig. 8 Distribution of precipitation from 22:00 on July 18, 2018 to 08:00 on July 19, and from 06:00 on June 4, 2017 to 12:00 on June 5, 2017 (unit: mm)

低层辐合中层辐散的特征,辐合中心位于700 hPa左右,强度为$150\times10^{-5}\,s^{-1}$,辐散中心位于550 hPa左右,强度为$120\times10^{-5}\,s^{-1}$(图10b)。涡度场表现为正涡度区和辐合辐散区、强上升运动区相对应的特点(图略)。假相当位温反映大气的温湿状况,从图10c中可以看出,“7·18”过程中贺兰山东侧106.1°E附近为一假相当位温高值舌,近地面假相当位温达到364 K,对流层低层为对流不稳定的大气层结。暖中心两侧干冷空气有利于暖湿空气的抬升,这种形势有利于暴雨过程发生。LLJ强度减弱后,相对湿度急剧减小,散度、涡度场强度以及垂直运动强度显著减弱,暖中心消失,假相当位温等值线趋于平直,垂直梯度减小(图10d~图10f),这意味着“7·18”过程中偏南急流有着输送水汽以及加强降水区热力不稳定能量的作用,其动力作用则体现在对山体迎风坡上升运动的增幅作用。

“6·04”过程的垂直剖面(图11)分布可以看出,控制试验CTL2中,“6·04”过程降水区水汽充沛,整层水汽接近饱和(图11a),此时急流左侧平原地区有一低层辐合高层辐散区,辐合区位于地面至700 hPa,该高度之上至500 hPa为辐散区,但辐散辐合的强度和上升运动区较“7·18”过程偏弱偏低(图11b)。涡度场低层为大范围正涡度控制,这与大尺度低槽系统有关(图略)。水平假相当位温高值区

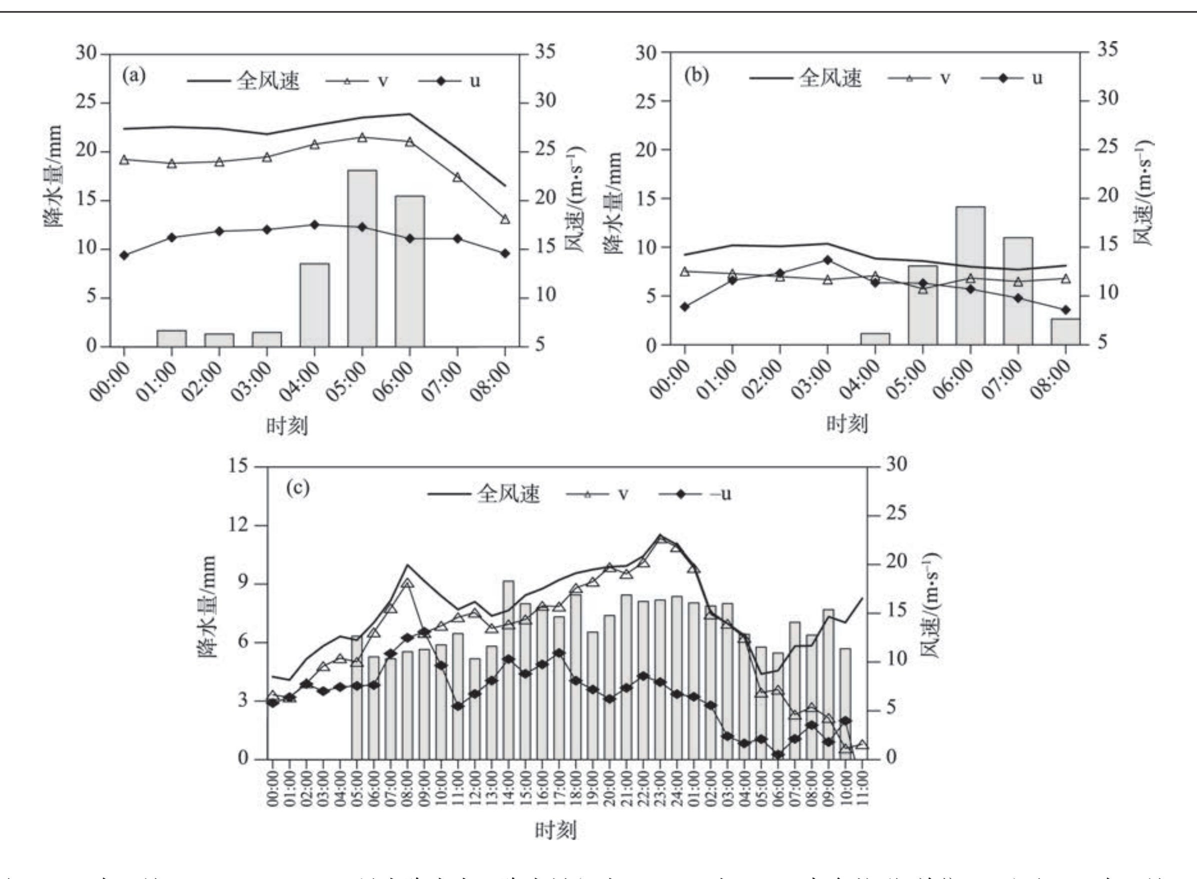


图9 2018年7月19日00:00—08:00最大降水中心降水量(a为CTL1,b为EXP1,灰色柱形,单位:mm)及2017年6月4日06:00—5日11:00 CTL2区域平均降水量(c,灰色柱形,单位:mm)和风速(单位:m·s⁻¹))时间序列

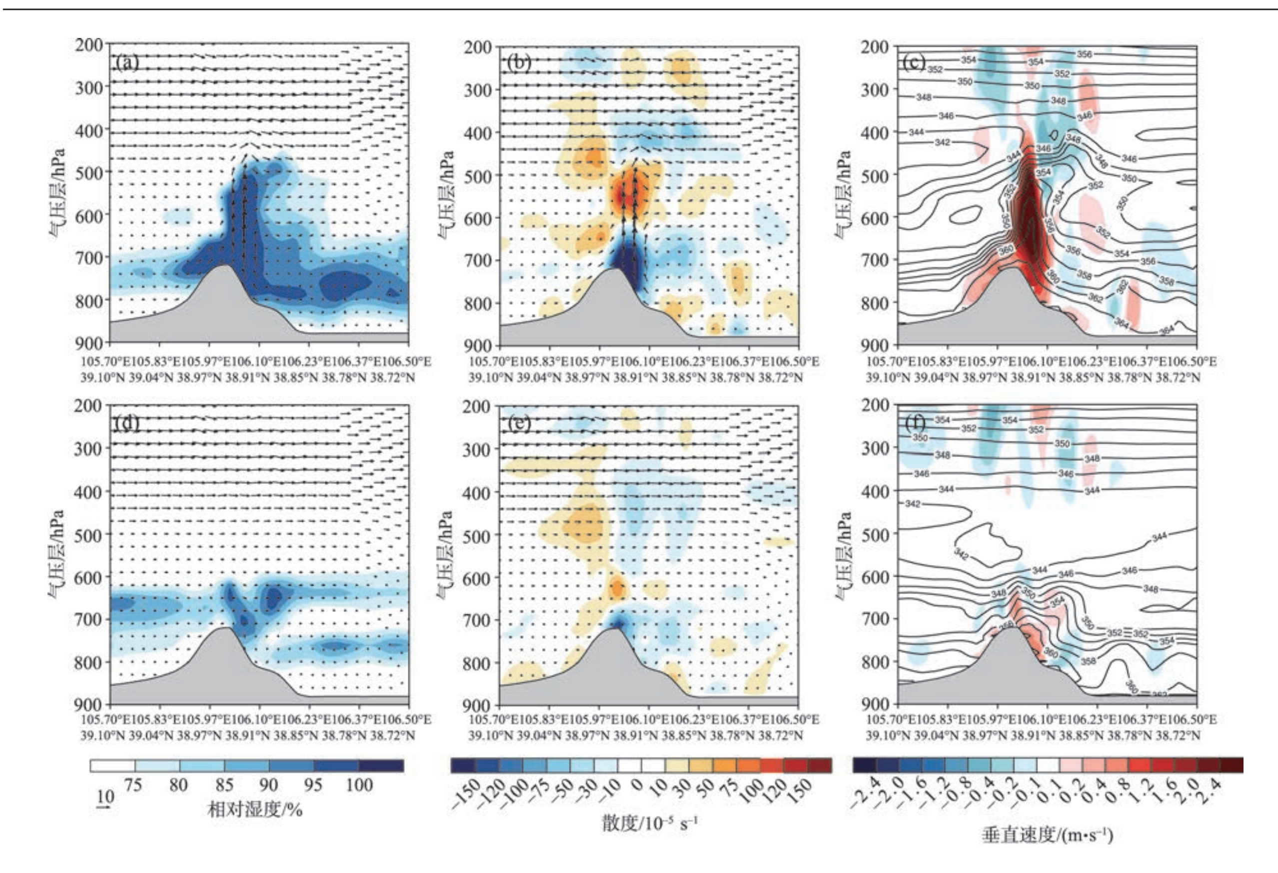
Fig. 9 Time series of the precipitation at maximum precipitation center (a is CTL1, b is EXP1, unit: mm) from 00:00 on July 19, 2018 to 08:00 on July 19, average precipitation in CTL2 area from 06:00 on June 4, 2017 to June 5, 2017 11:00 (c, unit: mm) and wind speed (unit: $m\cdot s^{-1}$)

位于106.3°E附近,此处950~600 hPa假相当位温较东西两侧高,与上升运动区对应,700 hPa以上假相当位温随高度增加,近地面假相当位温梯度很小,不稳定性弱(图11c)。LLJ强度减弱后,相对湿度变化不明显,而降水区上空的辐合辐散场强度、形态均发生了明显变化,辐散辐合作用显著减弱,且水平假相当位温高值区东移,垂直运动大值区随之减弱东移,这表明"6·04"过程中东南急流在暴雨中有一定的水汽输送作用,但其主要作用体现在其左前方的动力机制造成的辐合场方面(图11d~图11f)。

"7·18"过程在LLJ强度减弱后低空相对湿度场明显减弱,辐合辐散场只是强度变弱,形态没有变化,说明此次暴雨过程中低空急流具有水汽输送以及加强迎风坡垂直运动的作用;而"6·04"过程在减弱低空急流后,相对湿度场变化不大,其辐合辐散区则减弱至近乎消失的状态,说明此次低空急流其左前方的动力作用产生的辐合场对暴雨影响较大,其水汽输送作用并不明显。两次过程中LLJ强度减弱后暖中心均显著减弱,这意味着急流的低层增温增湿作用在两次过程中均发挥着重要作用。

4.3 LLJ对水汽收支影响

分析可以看出,两次降水过程低空急流的动力机制不同,且低空急流对暴雨过程中的水汽输送作用也存在较大差异。为定量研究LLJ对研究区域水汽输送的影响,选取两个过程水汽输送较强的时刻计算了图6a、图7a计算域4个边界上控制试验CTL1、CTL2和敏感性试验EXP1、EXP2的水汽通量收支,水汽垂直积分为900~200 hPa,向东向北的输送为正值。诊断分析结果表明(表2),"7·18"过程为西南急流,偏南分量为主要水汽输入分量,LLJ强度减弱后南北方向水汽输入从57.67 $kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$减少到23.65 $kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$,净输入从34.54 $kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$减少到4.61 $kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$,说明LLJ对水汽输送的加强作用非常显著。"6·04"过程为东南急流,偏东和偏南水汽输入分量相当,偏南分量稍大,但是水汽输入量值均小于"7·18"过程。LLJ强度减弱后水汽输送量



注:灰色阴影为地形高度。下同。

图10 2018年7月19日04:00控制试验(a、b、c)和减弱急流试验(d、e、f)的相对湿度(单位:%)、散度场(单位:$10^{-5}s^{-1}$)与风场(单位:$m\cdot s^{-1}$,其中W*10)及假相当位温(单位:K)和垂直速度(单位:$m\cdot s^{-1}$)的垂直剖面

Fig. 10 The vertical profile of the relative humidity (unit: %), divergence field (unit: $10^{-5}s^{-1}$) with wind field (unit: $m\cdot s^{-1}$) and pseudo-equivalent potential temperature (unit: K) with vertical velocity (unit: $m\cdot s^{-1}$) of control tests (a, b, c) and reduced jet stream tests (d, e, f), where W*10 at 04:00 on July 19, 2018

级略有减小,净输入也略有减小,但变化不大,故“6·04”过程LLJ对水汽输送作用较“7·18”过程弱。

5 结 论

利用宁夏气象局提供的区域自动站观测资料、FNL全球客观分析资料、FY-2E卫星的云顶亮温(TBB)资料以及高分辨率数值模式WRF模拟资料对2018年7月18日—19日和2017年6月4日—5日贺兰山东麓两次伴随LLJ的暴雨过程进行了观测分析和数值模拟研究,主要结论如下:

(1) 观测结果分析显示,“7·18”过程是在500 hPa“东高西低”的环流背景下高空槽和偏南急流共同作用产生的局地短时暴雨,雨带集中;而“6·04”过程则是稳定大槽和东南急流影响下形成的大范围持续性降水过程,两次过程水汽分别来源于南海和孟加拉湾。“7·18”过程的中尺度对流系统为线型云带,而“6·04”过程为大尺度云系,两次过程对流云团均沿山体传播,暴雨落区与云团边缘的TBB梯度大值区相对应。

(2) LLJ对两次暴雨过程的影响存在差异,这可能是LLJ分布形态不同所致,其中“7·18”是偏南LLJ,“6·04”为东南LLJ。“7·18”过程暴雨发生前偏南LLJ左侧动力辐合区域在宁夏西侧,对贺兰山地区影响较小,低空偏南急流主要为降水过程提供有利的水汽条件,当偏南急流加强与贺兰山地形相互作用加强了山前的抬升运动,导致降水的形成及凝结潜热的释放,促使偏南急流偏转为西南急流并为其左侧贺兰山山区暴雨的形成提供了有利的动力辐合条件。“6·04”过程东南急流移动缓慢,宁夏北部地区一直位于中尺度低涡东南侧和LLJ左侧,有利于发生大范围持续性强降水。

(3) 减弱LLJ的数值试验结果显示,“7·18”过程贺兰山山区降水明显减少,而“6·04”过程的降水

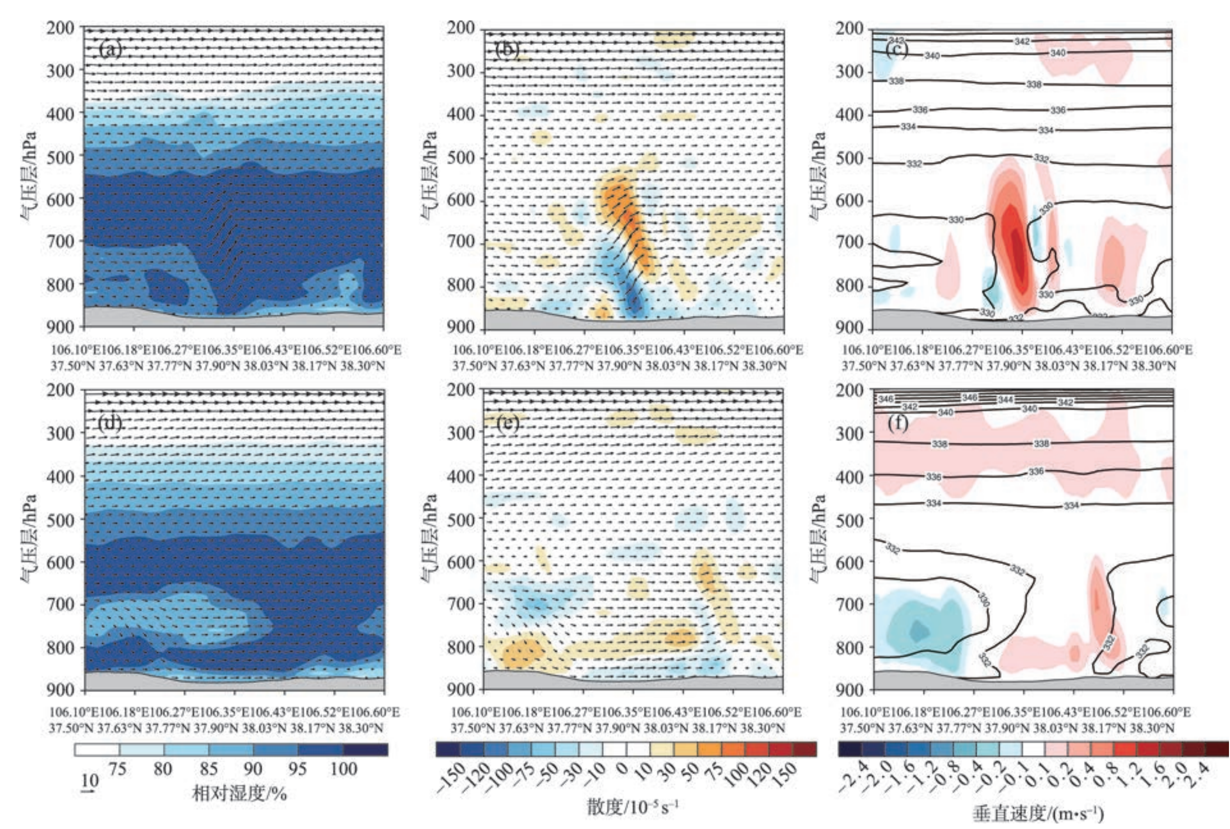


图11 2017年6月4日15:00控制试验(a、b、c)和减弱急流试验(d、e、f)的相对湿度(单位:%)、散度场(单位:$10^{-5}s^{-1}$)与风场(单位:$m\cdot s^{-1}$,其中W*10)及假相当位温(单位:K)和垂直速度(单位:$m\cdot s^{-1}$)的垂直剖面

Fig. 11 The vertical profile of the relative humidity (unit: %), divergence field (unit: $10^{-5}s^{-1}$) with wind field (unit: $m\cdot s^{-1}$) and pseudo-equivalent potential temperature (unit: K) with vertical velocity (unit: $m\cdot s^{-1}$) of control tests (a, b, c) and reduced jet stream tests (d, e, f), where W*10 at 15:00 on June 4, 2017

表2 各边界水汽通量收支

Tab. 2 Water vapor flux budget at each boundary /($kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$)

个例	急流类型	试验名称	东边界	西边界	东-西	南边界	北边界	南-北	净输入
“7·18”过程23:00	偏南急流	CTL1	38.77	15.64	23.13	102.66	44.99	57.67	34.54
		EXP1	31.84	12.80	19.04	58.23	34.58	23.65	4.61
“6·04”过程13:00	东南急流	CTL2	−18.00	1.92	−19.92	23.55	23.98	−0.44	19.48
		EXP2	−13.22	8.08	−21.30	11.99	15.19	−3.20	18.10

减少区域主要位于平原地区,这也验证了前文指出的不同LLJ的分布特征对贺兰山东麓地区的降水分布有显著影响。两次过程降水率与LLJ强度均有较好的正相关关系,其中南风分量起着关键作用。

(4) 两次过程LLJ作用下低层的增温增湿明显,急流减弱后散度场和假相当位温特征变化显著。LLJ对“7·18”过程的影响主要体现在水汽输送作用和加强迎风坡垂直运动的动力作用,对“6·04”过程的影响主要体现在急流左侧的动力辐合抬升作用。

参考文献(References):

[1] 刘鸿波, 何明洋, 王斌, 等. 低空急流的研究进展与展望[J]. 气象学报, 2014, 72(2): 191−206. [Liu Hongbo, He Mingyang, Wang Bin, et al. Advances in low-level jet research and future prospects [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2014, 72(2): 191−206.]

[2] Stensrud D J. Importance of low-level jets to climate: A review[J]. Journal of Climate, 1996, 9(8): 1698−1711.

[3] Goualt J. Vents en altitude a fort Lamy(Tchad)[J]. Annales Physque

du Globe de la France d'Outre-Mer, 1938, 5: 70-91.

[4] Farquharson J S. The diurnal variation of wind over tropical Africa [J]. Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society, 1939, 65(280): 165-184.

[5] Means L L. On thunderstorm forecasting in the central United States[J]. Monthly Weather Review, 1952, 80(10): 165-189.

[6] Higgins R, Yao Y, Yarosh E, et al. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States[J]. Journal of Climate, 1997, 10(3):481-507.

[7] 翟国庆, 丁华君, 孙淑清, 等. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究 [J]. 大气科学, 1999, 23(1): 112-118. [Zhai Guoqing, Ding Huajun, Sun Shuqing, et al. Physical characteristics of heavy rainfall associated with strong low level jet[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1999, 23(1): 112-118.]

[8] 何光碧, 陈静, 李川, 等. 低涡与急流对"04.9"川东暴雨影响的分析与数值模拟 [J]. 高原气象, 2005, 24(6): 1012-1023. [He Guangbi, Chen Jing, Li Chuan, et al. Analysis and numerical simulation for effects of vortex and jet stream on heavy rain in East Sichuan in September 2004[J]. Plateau Meteorology, 2005, 24(6): 1012-1023.]

[9] Trier S B, Davis C A, Ahijevych D A, et al. Mechanisms supporting long lived episodes of propagating nocturnal convection within a 7-day WRF model simulation[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2006, 63(10):2437-2461.

[10] Tuttle J D, Davis C A. Corridors of warm season precipitation in the Central United States[J]. Monthly Weather Review, 2006, 134 (9): 2297-2317.

[11] Du Yu, Chen Guixing. Climatology of low-level jets and their impact on rainfall over southern China during the early summer rainy season[J]. Journal of Climate, 2019b, 32(24): 8813-8833.

[12] 梁红丽, 程正泉. 2014年两次相似路径影响云南台风降水差异成因分析[J]. 气象, 2017, 43(11): 1339-1353. [Liang Hongli, Cheng Zhengquan. Cause analysis of precipitation difference between two typhoons influencing Yunnan along similar tracks in 2014 [J]. Meteorological Monthly, 2017, 43(11): 1339-1353.]

[13] 郑婧, 许爱华, 孙素琴, 等. 高空西北气流下特大暴雨的预报误差分析及思考[J]. 气象, 2018, 44(1): 93-106. [Zhen Jin, Xu Aihua, Sun Suqin, et al. Forecast error analysis of extremely heavy rain under high-level northwest flow[J]. Meteorological Monthly, 2018, 44(1): 93-106.]

[14] 陈健康, 赵玉春, 陈赛, 等. 闽中南罕见冬季锋前暴雨个例特征分析[J].气象, 2019, 45(2): 228-239. [Chen Jiankang, Zhao Yuchun, Chen Sai, et al. Characteristic analysis on a winter prefrontal torrential rain in central and southern Fujian[J]. Meteorological Monthly, 2019, 45(2): 228-239.]

[15] 顾清源, 肖递祥, 黄楚惠, 等. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象, 2009, 35(4): 59-67. [Gu Qingyuan, Xiao Dixiang, Huang Chuhui, et al. Trigger role of the low-level jet for the continuous rainstorm in the northwest side of subtropical high [J]. Meteorological Monthly, 2009, 35(4): 59-67.]

[16] Zhao Yuchun. Numerical investigation of a localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer [J]. Atmospheric Research, 2012, 113(5): 22-39.

[17] 许朝斋, 林之光, 汪奕琮. 贺兰山区气候若干问题[J]. 地理学报, 1993, 48(2): 171-176. [Xu Chaozhai, Lin Zhiguang, Wang Yizong. Some problems of Helan Mountain climate[J]. Acta Geographica Sinica, 1993, 48(2): 171-176.]

[18] 陈豫英, 陈楠, 任小芳, 等. 贺兰山东麓罕见特大暴雨的预报偏差和可预报性分析[J]. 气象, 2018, 44(1): 159-169. [Chen Yuying, Chen Nan, Ren Xiaofang, et al. Analysis on forecast deviation and predictability of a rare severe rainstorm along the eastern Helan Mountain[J]. Meteorological Monthly, 2018, 44(1): 159-169.]

[19] Chen Yuying, Li Jianping, Li Xin, et al. Spatio-temporal distribution of the rainstorm in the east side of the Helan Mountain and the possible causes of its variability[J]. Atmospheric Research, 2021, 252: 105469.1-105469.16.

[20] 陈晓娟, 王咏青, 毛璐, 等. 贺兰山区两次极端暴雨动力作用数值模拟分析[J]. 干旱区研究, 2020, 37(3): 680-688. [Chen Xiaojuan, Wang Yongqin, Mao Lu, et al. Numerical simulation analysis of the dynamic effects of terrain on two extreme rainstorms on Helan Mountain[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(3): 680-688.]

[21] 王晖, 隆霄, 温晓培, 等. 2012年宁夏"7·29"大暴雨过程的数值模拟研究[J]. 高原气象, 2017, 36(1): 268-281. [Wang Hui, Long Xiao, Wen Xiaopei, et al. Numerical simulation studies on "2012·7·29" rainstorm process in Ningxia[J]. Plateau Meteorology, 2017, 36(1): 268-281.]

[22] 杨晓军, 叶培龙, 徐丽丽, 等. 一次青藏高原东北侧边坡强对流暴雨的中尺度对流系统演变特征[J]. 高原气象, 2022, 41(4): 839-849. [Yang Xiaojun, Ye Peilong, Xu Lili, et al. The variation characteristics of mesoscale convection system in a severe convective torrential rain over the northeast slope of the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 2022, 41(4): 839-849.]

[23] 陈豫英, 苏洋, 杨银, 等. 贺兰山东麓极端暴雨的中尺度特征[J]. 高原气象, 2021, 40(1): 47-60. [Chen Yuying, Su Yang, Yang Yin, et al. The mesoscale characteristics of extreme rainstorm in the eastern region of Helan Mountain[J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(1): 47-60.]

[24] 王智, 高坤, 翟国庆. 一次与西南低涡相联系的低空急流的数值研究[J]. 大气科学, 2003, 27(1): 75-85. [Wang Zhi, Gao Kun, Zhai Guoqin. A mesoscale numerical simulation of low level jet related with the southwest vortex[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2003, 27(1): 75-85.]

Numerical study on the effect of low-level jet on two rainstorms on the east side of the Helan Mountain

CAO Yiqing[1], LONG Xiao[1], LI Chao[1], WANG Siyi[1], ZHAO Jianhua[2]

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China;
2. Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, Gansu, China)

Abstract: Comparative analysis of two rainstorm processes was conducted using methods of synoptic diagnosis and numerical experiment with the NCEP 1°×1° reanalysis, and Ningxia regional automatic station observation, and FY−2E satellite data. These rainstorms occurred on the east side of the Helan Mountain from July 18 to 19, 2018 and June 4 to 5, 2017, which were all accompanied by low-level jet. (1) The "7·18" process is a short-term rainstorm, which is produced by the interaction of a high-altitude trough and southerly low-level jet under the circulation background of "high in the east and low in the west" at 500hPa, while the "6·04" process is a large-scale continuous precipitation process formed under the influence of the stable large-scale trough and the southeast low-level jet. (2) The difference in the impact of the low-level jet on the two rainstorms may be due to the different distribution patterns of the low-level jet. The low-level southerly jet before the "7·18" heavy rain mainly played the role of transporting water vapor. When the low-level jet strengthened and interacted with the Helan Mountains, the rainstorm was induced, and the southerly low-level jet was deflected into the southwest low-level jet. The low-level jet and the rainstorm process promoted each other to strengthen the precipitation. The northern part of Ningxia is always located on the southeast side of the mesoscale vortex and the left side of the southwest low-level jet during the "6·04" rainstorm. It is a favorable dynamic condition for the rainstorm. (3) Results of the numerical sensitivity experiment indicate that the precipitation intensity is weakened in the two rainstorms after decreasing intensity of the low-level jet; the reduced areas are located near the Helan Mountain and the central area of Ningxia plain, respectively. Among them, the south wind component of the low-level jet has an important impact on the precipitation intensity. (4) Results of diagnostic analyses show that the impacts of the low-level jet strengthen the dynamic effects of vertical movement at the windward slope for the "7·18" process, and the impact on the "6·04" process is mainly reflected in the dynamic convergence and uplift on the left side of the low-level jet. The influence of water vapor transport in the "7·18" process is greater than that in the "6·04" case.

Keywords: the Helan Mountain; low-level jet; numerical simulation; diagnostic analysis; rainstorm